
**ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ
ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА**

МЕТОДЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ СПЕКТРОВ МОРСКОГО ВОЛНЕНИЯ ПО СПЕКТРАМ АЭРОКОСМИЧЕСКИХ ИЗОБРАЖЕНИЙ

© 2015 г. В. Г. Бондур*, А. Б. Мурынин

Научно-исследовательский институт "АЭРОКОСМОС", Москва, Россия

**E-mail: vgbondur@aerocosmos.info*

Поступила в редакцию 11.03.2015 г.

Описан подход к восстановлению пространственных спектров морского волнения по спектрам космических оптических изображений в линейном и нелинейном приближениях. Проанализированы физические механизмы формирования полей яркости взволнованной морской поверхности, регистрируемых аппаратурой дистанционного зондирования. Предложены методы восстановления спектров волнения, использующие модели формирования полей яркости, учитывающие линейную и нелинейную зависимости от уклонов морской поверхности. Разработан метод построения операторов, восстанавливающих пространственные спектры уклонов и возвышения поверхностного волнения по аэрокосмическим изображениям с учетом нелинейной модуляции полей яркости взволнованной морской поверхности. Метод основан на численном моделировании изображений морской поверхности и построении восстанавливающего оператора, зависящего от набора параметров, определяемых условиями формирования аэрокосмических изображений. Приведены примеры применения разработанных методов.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, аэрокосмические изображения, спектры волнения, поверхностное волнение, обработка изображений, приповерхностный слой океана

DOI: 10.7868/S0205961415060020

ВВЕДЕНИЕ

Получение оперативной информации о состоянии границы раздела атмосфера–гидросфера в глобальном, региональном и локальном масштабах является актуальной задачей современной океанологии.

Одними из важнейших характеристик, адекватно описывающих пространственно-временную структуру случайно изменяющейся поверхности океана, являются пространственно-частотные, пространственные и частотные спектры волнения. Такие спектры позволяют получать важную информацию о различных процессах и явлениях, происходящих на поверхности и в приповерхностном слое морей и океанов, об энергетических особенностях морских волн, о характеристиках приводного слоя атмосферы и ветровом режиме, а также выявлять зоны негативных естественных антропогенных воздействий на водную среду, свидетельствовать о чрезвычайных ситуациях в океане и др. (Бондур, 1987, 1995, 2004; Бондур, Воляк, 1984; Монин, Красицкий 1985; Bondur, 2006, 2011).

Для получения информации о состоянии границы раздела океан–атмосфера и о спектрах поверхностного волнения на больших площадях с различным пространственным разрешением в

любых, в том числе труднодоступных регионах океана, перспективно использование аэрокосмических методов дистанционного зондирования (ДЗ) (Бондур, 1995, 2004). Для регистрации двумерных и одномерных пространственных спектров волнения целесообразно применение оптических аэрокосмических изображений высокого пространственного разрешения, позволяющих регистрировать мгновенные распределения полей яркости, которые несут информацию о пространственной структуре морских волн (Бондур, 1987, 1995, 2004; Бондур, Воляк, 1984). Для адекватной оценки двумерных и одномерных спектров поверхностного волнения по оптическим изображениям должны использоваться специальные методы восстановления характеристик границы раздела атмосфера–гидросфера по данным ДЗ. При этом необходимо применять восстанавливающие операторы, которые строятся на основе учета различных условий формирования изображений и характеристик аппаратуры ДЗ (Бондур, 1987, 2004; Бондур, Мурынин, 1991).

В настоящей работе описываются линейные и нелинейные методы восстановления пространственных спектров морского волнения по спектрам оптических аэрокосмических изображений и приводятся результаты их применения.

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДА

Взволнованная морская поверхность представляет собой случайное поле возвышений (волновых аппликат)

$$z = \zeta(x, y, t), \quad (1)$$

где (x, y, z) – прямоугольная декартова система координат, в которой плоскость (x, y) совпадает с уровнем спокойной (невзволнованной) водной поверхности; t – время.

Фиксируя (1) в момент времени $t = t_0$, получим двумерную случайную функцию

$$z = \xi(x, y) = \zeta(x, y, t)|_{t=t_0}. \quad (2)$$

При изучении поверхностного волнения с использованием оптических изображений регистрируются двумерные поля сигнала, соответствующие фиксированному моменту времени. Поэтому в настоящей работе будет рассматриваться представление волнения именно в форме (2).

Так как функция $\xi(x, y)$ является гауссовским квазистационарным полем, она достаточно полно описывается спектральной плотностью (Бондур, 2004)

$$\Psi(\mathbf{k}) = \hat{S}[\xi](\mathbf{k}),$$

где \hat{S} – оператор спектральной плотности, пропорциональный квадрату модуля Фурье-преобразования поля, $\xi(x, y)$; $\mathbf{k} = (k_x, k_y)$ – волновой вектор.

Поскольку оптические изображения морской поверхности формируются в результате отражения и преломления света по законам геометрической оптики, то при их анализе структуру морской поверхности наряду с полем возвышений $\xi(x, y)$ удобно характеризовать полями уклонов (или градиентов) вдоль осей (Бондур, 2004)

$$\xi_\alpha(x, y) = \frac{\partial \xi(x, y)}{\partial \alpha}, \quad \alpha = x, y. \quad (3)$$

Поле уклонов морской поверхности в произвольном направлении φ с учетом (3) можно выразить по формуле

$$\beta_\varphi(x, y) = \cos \varphi \xi_x(x, y) + \sin \varphi \xi_y(x, y). \quad (4)$$

Учитывая свойства преобразования Фурье, можно связать спектр такого поля уклонов $\Phi_\varphi(\mathbf{k}) = \hat{S}[\beta_\varphi](\mathbf{k})$ со спектром поля возвышений $\Psi(\mathbf{k})$

$$\Phi_\varphi(\mathbf{k}) = (\cos \varphi k_x + \sin \varphi k_y) \Psi(\mathbf{k}). \quad (5)$$

Пространственный спектр $\Psi(k, \varphi)$ в полярных координатах (k, φ) описывает распределение волновой энергии по волновым числам $k = |\mathbf{k}|$ и направлениям, задаваемым волновым азимутом $\varphi = \arctg(k_y, k_x)$.

Поле яркости взволнованной морской поверхности формируется в результате отражения от нее излучения, приходящего из верхней полусферы, и преломления на ней восходящего светового потока, образующегося при рассеянии в водной толще. Физические механизмы формирования поля яркости показаны на рис. 1 (Бондур, 2004).

Поле яркости в фиксированный момент времени может быть представлено в виде

$$L(x, y) = L^{(1)}(x, y) + [L^{(2)}(x, y) + L^{(3)}(x, y)]\tau_a, \quad (6)$$

где $L^{(1)}(x, y)$ – яркость, обусловленная рассеянием в атмосфере в направлении приемника; $L^{(2)}(x, y)$, $L^{(3)}(x, y)$ – яркости, обусловленные отражением от поверхности, и излучением, выходящим из-под воды (рассеяние молекулами воды и взвешенными веществами); τ_a – коэффициент пропускания атмосферы.

При небольших углах поля зрения аппаратуры

$$L^{(1)}(x, y) = L^{(1)} = \text{const.}$$

Яркость излучения, отраженного от поверхности океана

$$L^{(2)}(x, y) = R(\beta)L^{\text{пад}}(\chi, \alpha, z_0), \quad (7)$$

где $R(\beta)$ – коэффициент отражения Френеля; $\beta = \beta(x, y)$ – угол падения лучей, отраженных в направлении датчика; $L^{\text{пад}}(\chi, \alpha, z_0)$ – яркость падающего излучения небосвода; $\chi = \chi(x, y)$ – угол между направлением падающих лучей, пришедших после отражения на приемник, и вертикалью; $\alpha = \alpha(x, y)$ – азимутальный угол Солнца; z_0 – зенитный угол Солнца; \bar{n} – нормаль к элементарной площадке; \bar{n}_n – направление, из которого приходит излучение небосвода, отражаемое в направлении приемника; \bar{n}_0 – направление на приемник; \bar{n}_0 – направление в водной среде, откуда приходит на приемник излучение, преломленное поверхностью.

Составляющая $L^{(3)}(x, y)$ представляется в виде

$$L^{(3)}(x, y) = [1 - R(\beta)]L^{(0)}(x, y), \quad (8)$$

где $L^{(0)}(x, y)$ – яркость восходящего излучения, падающего на поверхность океана снизу.

Яркость каждого элемента морской поверхности определенным образом связана с его уклонами ξ_x, ξ_y . Сигналы, регистрируемые на оптическом изображении, связаны с полем яркости передаточной характеристикой регистрирующей аппаратуры и, следовательно, также содержат информацию об уклонах морской поверхности в диапазоне пространственных частот, определяемом пространственным разрешением и полем зрения аппаратуры (Бондур, 1987, 2004; Юровская и др., 2014; Yurovskaya et al., 2013).

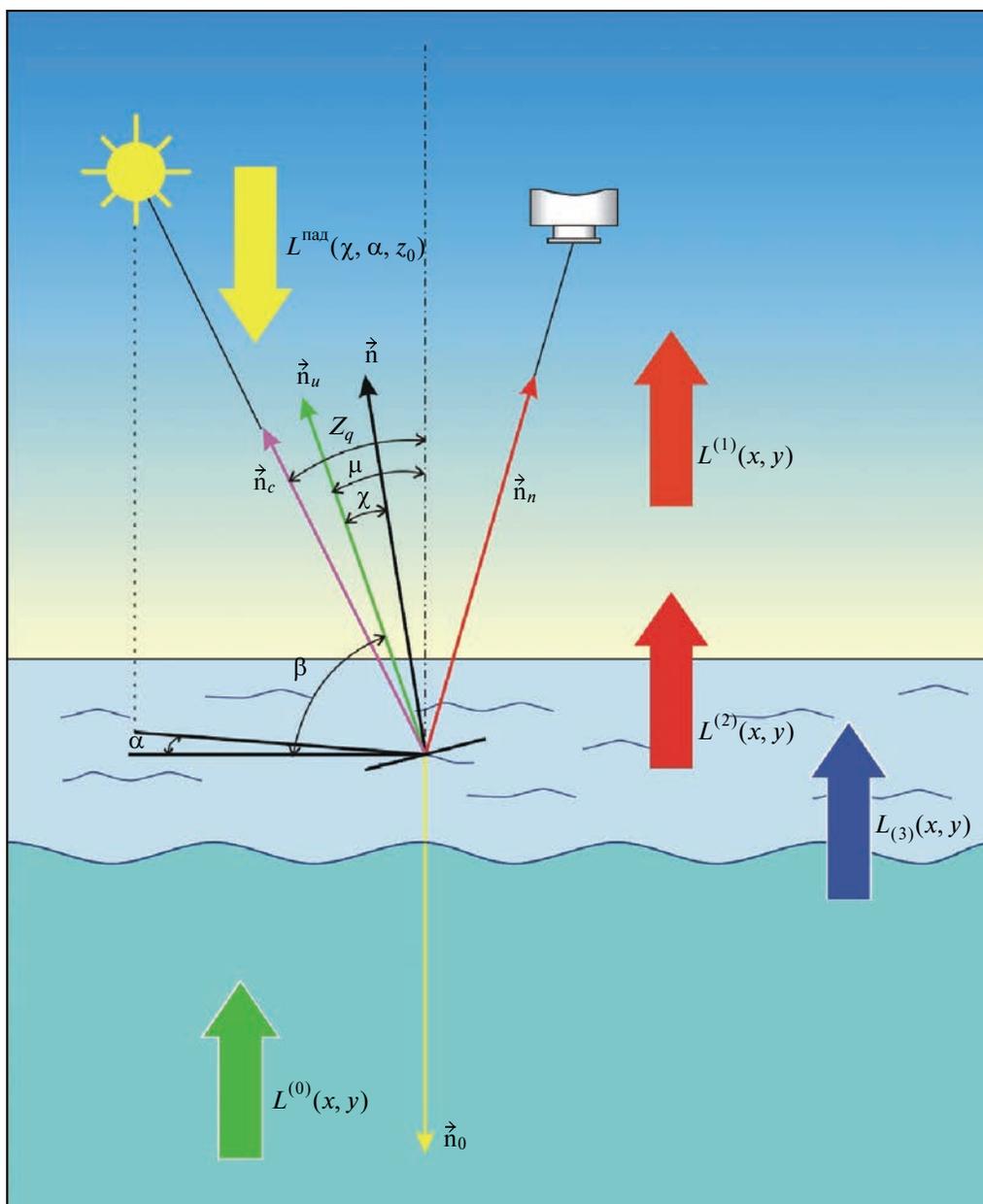


Рис. 1. Формирование поля яркости взволнованной морской поверхности.

Функция, связывающая уклоны элементов морской поверхности с его яркостью, в ряде ситуаций, зависящих от характера освещения, бывает неоднозначной, т.е. определенным значениям яркости могут соответствовать различные уклоны поверхности ξ_x, ξ_y . По этой причине при пространственном спектральном анализе морской поверхности по оптическим изображениям не используется пересчет значений регистрируемых яркостей в значения уклонов морской поверхности, а исследуется связь между интегральными характеристиками поверхности и изображения (Бондур, 2004; Бондур, Мурынин, 1991).

В работах (Kosnik, Dulov, 2010; Yurovskaya et al., 2013), посвященных определению двумерных спектров возвышений морской поверхности по оптическим изображениям, использовался метод стереофотосъемки. В этом методе синхронно регистрируются два изображения (стереопара) одного участка морской поверхности с двух разных точек зрения. Стереосъемка может выполняться с двух летательных аппаратов, корабля, неподвижной измерительной платформы. По полученным стереопарам на специальном устройстве (стереокомпараторе) определяются возвышения поверхности ξ , в зависимости от координат x, y , и делается оценка спектров возвышений морской по-

верхности $\Psi(\mathbf{k})$. Существенным недостатком метода стереофотосъемки является трудоемкость и малая производительность обработки стереопар, что не позволяет использовать этот метод для оперативной диагностики состояния морской поверхности. Следует отметить также технические трудности, возникающие вследствие необходимости синхронной регистрации изображений со значительным стереобазисом.

Для оперативной диагностики состояния морской поверхности более перспективны методы восстановления спектров волнения, использующие съемку с одной позиции. В этих методах применяются различные модельные представления об условиях формирования сигнала и соответственно разные приемы его обработки. Известные методы измерения спектров морской поверхности по оптическим изображениям можно классифицировать следующим образом:

- восстановление спектров морской поверхности в предположении о пропорциональности регистрируемого сигнала уклонам морской поверхности (линейная модель сигнала) (Бондур, 1987, 2004; Monaldo, Kasevich, 1981);

- оценка нелинейных искажений спектров морской поверхности и выбор оптимальных условий съемки для их устранения (Бондур, 2004; Monaldo, Kasevich, 1981; Charman, Irani, 1981);

- коррекция нелинейных искажений в зависимости от условий формирования изображения (Бондур, 2004; Бондур, Мурынин, 1991; Мурынин, 1991);

- оценка параметров спектров морской поверхности, энергетических характеристик волнения по регистрируемым сигналам с учетом близкой составляющей изображения (Yurovskaya et al., 2013).

Остановимся подробнее на анализе основных методов восстановления спектров морской поверхности.

Линейный метод восстановления пространственных спектров возвышения морской поверхности

Рассмотрим методы восстановления спектров волнения, использующих линейную модель формирования поля яркости.

При изучении физических механизмов формирования поля яркости морской поверхности получил распространение подход, согласно которому поверхность рассматривается как совокупность элементарных площадок (фацетов), отражающих и преломляющих свет в соответствии с законами геометрической оптики – фацетная модель морской поверхности (Monaldo, Kasevich, 1981; Charman, Irani, 1981). При таком подходе яркость элемента морской поверхности, имею-

щего координаты (x, y) , определяется уклонами поверхности в этой точке $\xi_\alpha(x, y)$, $\alpha = x, y$, что позволяет представить рассматриваемый на изображении сигнал в виде

$$L(x, y) = f_L[x, y, \xi_x(x, y), \xi_y(x, y)], \quad (9)$$

где $f_L(x, y, \xi_x, \xi_y)$ – передаточная функция, зависящая от условий формирования поля яркости и характеристик регистрирующей аппаратуры.

При использовании линейной модели формирования изображения морской поверхности функция $f_L(\xi_x, \xi_y)$ в каждой точке поверхности (x, y) раскладывается в ряд Тейлора по уклонам ξ_x, ξ_y , и отбрасываются члены разложения, имеющие порядок выше первого. Таким образом, сигнал представляется в виде линейной функции (Бондур, 2004)

$$L(x, y) = \tilde{C}_0(x, y) + \sum_{\alpha=x, y} \tilde{C}_\alpha(x, y) \xi_\alpha(x, y), \quad (10)$$

где $\tilde{C}_\alpha(x, y)$, $\alpha = x, y$ – весовые функции, вид которых определяется условиями формирования сигнала; $\tilde{C}_0(x, y)$ – тренд сигнала, определяемый изменениями средней яркости морской поверхности в пределах поля зрения.

Методы учета и устранения тренда сигнала достаточно хорошо развиты (например, метод линейной регрессии). Кроме того, спектр составляющей $\tilde{C}_0(x, y)$ локализован в низких пространственных частотах. В частности, при $\tilde{C}_0 = \text{const}$ он пропорционален δ -функции волновой поверхности. Сделанные допущения позволяют представить регистрируемый сигнал в виде

$$L(x, y) = \sum_{\alpha=x, y} C_\alpha \xi_\alpha(x, y). \quad (11)$$

Спектр сигнала $\hat{S}[B](\mathbf{k})$ связан со спектром возвышений морской поверхности $\Psi(\mathbf{k})$ соотношением

$$\hat{S}[B](\mathbf{k}) = (C_x k_x + C_y k_y)^2 \Psi(\mathbf{k}). \quad (12)$$

Это соотношение не может быть использовано для восстановления спектра морской поверхности $\Psi(\mathbf{k})$ при всех значениях \mathbf{k} , поскольку при

$$\frac{k_x}{k_y} = -\frac{C_y}{C_x} \quad (13)$$

множитель $(C_x k_x + C_y k_y)^2$ обращается в нуль.

В окрестности прямой (13) в спектре изображения имеет место дефицит информации о спектре возвышений морской поверхности. Поэтому для полного восстановления спектра $\Psi(\mathbf{k})$ применяется многопозиционный метод (Бондур, Му-

рынин, 1991). В соответствии с этим методом в пределах изображения выделяются несколько фрагментов

$$L^{(m)}(x, y), m = 1, \dots, M \quad (M \geq 2),$$

допускающих представление вида (11) с коэффициентами $C_x^{(m)}, C_y^{(m)}, m = 1, \dots, M$. Этим фрагментам должны соответствовать различные условия формирования сигнала, и, следовательно, разные ориентации градиента сигнала

$$\varphi_c^{(m)} = \arctg\left(\frac{C_y^{(m)}}{C_x^{(m)}}\right). \quad (14)$$

При пространственной однородности волнения выделенным фрагментам соответствует один и тот же спектр возвышений морской поверхности $\Psi(\mathbf{k})$, что позволяет записать систему из двух уравнений

$$S^{(m)}(\mathbf{k}) = (C_x^{(m)}k_x + C_y^{(m)}k_y)^2 \Psi(\mathbf{k}), \quad (15)$$

где $S^{(m)}(\mathbf{k}) = \hat{S}[L^{(m)}](\mathbf{k})$.

Из этой системы можно определить искомый пространственный спектр волнения

$$\Psi(\mathbf{k}) = \frac{\sum_{m=1}^M S^{(m)}(\mathbf{k})}{\sum_{m=1}^M (C_x^{(m)}k_x + C_y^{(m)}k_y)^2}. \quad (16)$$

Коэффициенты $C_x^{(m)}, C_y^{(m)}$, необходимые для восстановления пространственного спектра $\Psi(\mathbf{k})$ по формуле (16), можно определить различными способами (Бондур, Мурынин, 1991). Наиболее простой метод состоит в следующем. Сначала для спектров $S^{(m)}(\mathbf{k})$ определяются направления с минимальной интегральной энергией. Это позволяет рассчитать соотношение $(C_y^{(m)}/C_x^{(m)})$ для каждого из фрагментов. Затем путем сопоставления разрезов спектров двух фрагментов определяется отношение $(C_x^{(1)}/C_x^{(2)})$. При этом один из коэффициентов $C_x^{(m)}, m = 1, \dots, M$ определяется из сопоставления с контактными данными либо задается равным произвольной константе. В последнем случае спектр $\Psi(\mathbf{k})$ восстанавливается в относительных единицах измерения.

Известен также способ определения коэффициентов $C_x^{(m)}, C_y^{(m)}$, предполагающий аппроксимацию фрагментов изображения линейными функциями, параметры которых служат для определения $C^{(m)}$. Недостатком рассмотренных методов является зависимость результата измерений от состояния волнения.

Существуют методы определения величин $\varphi_c^{(m)}, C_x^{(m)}, C_y^{(m)}$, устраняющие этот недостаток.

Восстановление пространственных спектров волнения с учетом нелинейной модуляции поля яркости уклонами поверхности

Не ограничиваясь линейными членами, разложение функции (6) можно записать как (Бондур, Мурынин, 1991)

$$L(x, y) = L_{\wedge}(x, y, \xi_x(x, y)) + N(x, y, \xi_x(x, y), \xi_y(x, y)), \quad (17)$$

где L_{\wedge} – составляющая, имеющая линейную зависимость от уклонов морской поверхности ξ_x, ξ_y ; N – нелинейная составляющая сигнала, содержащая члены, пропорциональные $\xi_x^2, \xi_y^2, \xi_x, \xi_y$, и т.д.

Из-за наличия составляющей N спектр изображения морской поверхности может сильно отличаться от его оценки, получаемой в линейной модели. Количественная оценка возникающих искажений спектров представляет сложную задачу. Аналитического решения ее для реальных условий формирования изображений до настоящего времени не получено.

При разработке математической модели сигнала, регистрируемого на оптическом изображении, целесообразно разделить в нем составляющие, различным образом связанные с уклонами морской поверхности. Необходимость такого разделения следует из решаемой задачи восстановления спектров уклонов и возвышений поверхности по оптическим изображениям. В соответствии с этим принципом представим сигнал

$$L(x, y) = f_L(x, y, f_x, f_y)$$

в виде следующей суммы:

$$L(x, y) = L_{\wedge}(x, y, \xi_x(x, y), \xi_y(x, y)) + L_f(x, y, \xi_x(x, y), \xi_y(x, y)) + N(x, y, \xi_x(x, y), \xi_y(x, y)), \quad (18)$$

где L_f – линейная по уклонам составляющая, формируемая флуктуационной составляющей поля яркости, связанной со световыми полями в верхней и нижней полусферах, интенсивность которых является случайной функцией координат x, y .

Используя для линейной составляющей L представление (11) и заменяя весовые функции C_x, C_y постоянными коэффициентами C_x, C_y , а тренд C_0 нулем, запишем эту функцию в виде

$$L(x, y) = C\beta_{\varphi}(x, y), \quad (19)$$

где $C = \sqrt{C_x^2 + C_y^2}$; $\beta_\varphi(x, y)$ – поле уклонов морской поверхности в направлении φ_C ;

$$\beta_\varphi(x, y) = \cos \varphi_C \xi_x(x, y) + \sin \varphi_C \xi_y(x, y), \quad (20)$$

$$\varphi_C = \text{arctg}(C_y/C_x).$$

Коэффициенты C, C_x, C_y и ориентация φ_C определяются условиями формирования изображения (характером освещения, положением светила на небосклоне, направлением визирования).

Вклад в регистрируемый сигнал нелинейной составляющей $N(x, y, \xi_x, \xi_y)$ определяется рядом параметров условий освещения, состояния волнения, а также характеристиками регистрирующей аппаратуры.

Применяя к сигналу (18) оператор спектральной плотности S , пропорциональный квадрату модуля преобразования Фурье, получим следующее выражение для спектра оптического изображения:

$$S(\mathbf{k}) = \hat{S}[L](\mathbf{k}) + \hat{S}[L_f](\mathbf{k}) + \hat{S}_m[L, L_f](\mathbf{k}) + S_N(\mathbf{k}), \quad (21)$$

где \hat{S}_m – оператор взаимной спектральной плотности; $S_N(k)$ – сумма составляющих спектра изображения, связанных с нелинейной частью сигнала N

$$S_N(\mathbf{k}) = \hat{S}[N](\mathbf{k}) + \hat{S}_m[L, N](\mathbf{k}) + \hat{S}_m[L_f, N](\mathbf{k}). \quad (22)$$

Спектр линейной составляющей сигнала пропорционален спектру уклонов морской поверхности

$$S[L](\mathbf{k}) = C^2 \Phi(\mathbf{k}), \quad (23)$$

где Φ – спектр поля уклонов.

Спектр флуктуационной составляющей $S[L]_f$ может быть определен при известных условиях получения изображений.

Введем определение восстанавливающего оператора $\hat{\mathbf{R}}$, позволяющего перейти от спектра оптического изображения $S(\mathbf{k})$, полученного при известных условиях, к спектру уклонов морской поверхности $\Phi(\mathbf{k})$ в направлении, определяемом этими условиями

$$\Phi(\mathbf{k}) = \hat{\mathbf{R}}S(\mathbf{k}). \quad (24)$$

При таком определении оператор \mathbf{R} зависит от многомерного вектора \mathbf{W}_R , компонентами которого являются параметры условий получения оптического изображения, $\hat{\mathbf{R}} = \hat{\mathbf{R}}(\mathbf{k}, \mathbf{W}_R)$. В линейной модели сигнала, при $N = L_f = 0$, восстанавливающий оператор тождественно равен константе: $\hat{\mathbf{R}} = C^{-2}$.

Методика построения восстанавливающего фильтра при произвольных условиях формирова-

ния оптического изображения рассматривается ниже.

Спектр поля возвышений морской поверхности $\Psi(\mathbf{k})$ связан со спектром изображения $S(\mathbf{k})$ соотношением

$$\Psi(\mathbf{k}) = R(\mathbf{k}, \vec{W}_R) S(\mathbf{k}) / \gamma(\mathbf{k}), \quad (25)$$

где

$$\gamma(\mathbf{k}) = (\cos \varphi_C k_x + \sin \varphi_C k_y)^2.$$

Для полного восстановления спектра возвышений морской поверхности необходимо использовать несколько спектров уклонов морской поверхности $\Phi^{(m)}(\mathbf{k})$, $m = 1, \dots, M$ ($M \geq 2$), соответствующих разным ориентациям $\varphi_C^{(m)}$. Такие спектры могут быть восстановлены по спектрам разных фрагментов оптического изображения, соответствующим разным условиям

$$\Phi(\mathbf{k}) = R(\mathbf{k}, \mathbf{W}_R^{(m)}) S^{(m)}(\mathbf{k}). \quad (26)$$

Запишем M уравнений, связывающих спектры $\Phi^{(m)}$ со спектрами возвышений участков морской поверхности

$$\Phi^{(m)}(\mathbf{k}) = \gamma^{(m)}(\mathbf{k}) \Psi^{(m)}(\mathbf{k}), \quad m = 1, \dots, M. \quad (27)$$

Предположим, что всем спектрам уклонов $\Phi^{(m)}$ соответствует один и тот же спектр возвышений ($\Psi^{(m)}(\mathbf{k}) = \Psi(\mathbf{k})$) для всех m .

Такое возможно либо в предположении о пространственной стационарности волнения, либо в том случае, когда обрабатывается несколько оптических изображений одного участка морской поверхности, полученных с разных точек наблюдения (например стереопара). Просуммировав все уравнения (26), с учетом (27) получим

$$\Psi(\mathbf{k}) = \frac{\sum_{m=1}^M R^{(m)} S^{(m)}(\mathbf{k})}{\sum_{m=1}^M \gamma^{(m)}(\mathbf{k})}. \quad (28)$$

Это выражение может быть использовано для восстановления $\Psi(\mathbf{k})$ по спектрам изображений.

Построение восстанавливающих операторов

При построении операторов, восстанавливающих спектры уклонов морской поверхности, необходимо учесть все известные физические механизмы нелинейных искажений спектров уклонов морской поверхности. Поскольку связь полей уклонов, полей яркости морской поверхности и их спектров является сложной для аналитического решения задачи, то целесообразно прибегнуть к прямому численному моделированию изобра-

жений морской поверхности и расчету возникающих искажений спектров волнения.

Для получения восстанавливающих операторов численным методом выполняется следующая последовательность операций:

- синтезируются двумерные случайные поля уклонов морской поверхности $\xi_\alpha(x, y)$, $\alpha = x, y$ при заданном пространственном спектре возвышений $G(\mathbf{k})$ методом фазового спектра (Бондур, 2000);

- для заданных условий освещения и визирования рассчитывается поле яркости $L(x, y)$ с использованием синтезированного поля уклонов и с учетом различных физических процессов, участвующих в его формировании;

- поле яркости $L(x, y)$ пересчитывается в сигнал модельного изображения $L_m(x, y)$ с учетом заданных характеристик регистрирующей аппаратуры и передаточных характеристик слоя атмосферы между поверхностью и приемником;

- восстанавливающий оператор \mathbf{R} определяется в виде отношения спектра модельного оптического изображения $S_M(k)$ со спектром уклонов $\Phi_G(\mathbf{k})$, соответствующим направлению φ_c и заданному спектру возвышений $G(\mathbf{R})$ $\Phi_G(\mathbf{k}) = (\cos \varphi_c k_x + \sin \varphi_c k_y)^2 G(\mathbf{k})$, определяемому заданными условиями освещения и визирования, например, в виде пространственно-частотного фильтра (Мурынин, 1991)

$$R(\mathbf{k}) = \frac{\Phi_G(\mathbf{k})}{S_M(\mathbf{k})}. \quad (29)$$

При таком определении восстанавливающего оператора восстановление спектра уклонов $\Phi(\mathbf{k})$ морской поверхности сводится к умножению спектра фрагмента изображения $S(\mathbf{k})$ на пространственно-частотный фильтр $R(\mathbf{k})$

$$\Phi(\mathbf{k}) = R(\mathbf{k})S(\mathbf{k}). \quad (30)$$

При численном моделировании изображений морской поверхности должны задаваться параметры, определяющие условия формирования этих изображений, и следовательно, в той или иной мере влияющие на вид восстанавливающего оператора $R(\mathbf{k})$. При обработке реальных изображений морской поверхности эти параметры берутся непосредственно из условий получения оптического изображения.

Возможны два способа получения восстанавливающего оператора с характеристиками, соответствующими реальным условиям при обработке экспериментальной информации. Первый способ предполагает непосредственное моделирование и построение восстанавливающего оператора $R(\mathbf{k})$ по описанной методике. Поскольку получение модельных оптических изображений морской поверхности является довольно трудоемкой процедурой (Бондур, 2000а, б; Бондур, Са-

вин, 1995; Бондур и др., 2003), то такой способ получения $R(\mathbf{k})$ целесообразен лишь при обработке единичных изображений морской поверхности.

При анализе больших объемов информации для определения восстанавливающего оператора $R(\mathbf{k})$ предполагается выполнение предварительного численного моделирования изображений морской поверхности при различных комбинациях параметров, объединенных в многомерный вектор \mathbf{W}_R . При каждом конкретном \mathbf{W}_R восстанавливающий оператор $R(\mathbf{k})$ аппроксимируется аналитической формулой $R(\mathbf{k}) = R(\mathbf{k}, \mathbf{q})$, связанной с некоторым набором параметров, обозначенным многомерным вектором \mathbf{q} .

Для параметризации восстанавливающего оператора, построенного методом численного моделирования, может использоваться степенная функция волнового числа с параметрами, зависящими от волнового азимута, в следующем виде (Мурынин, 1991):

$$R(\mathbf{k}, \mathbf{q}) = |C|^{-2} q_4 \left(\cos(\varphi - \varphi_c)^{q_3} k^{-q_1 + q_2 \cos(\varphi - \varphi_c)} \right), \quad (31)$$

где $\mathbf{q} = (q_1, q_2, q_3, q_4)$ – вектор параметров аппроксимации, зависящих от условий формирования поля яркости морской поверхности.

В результате предварительного моделирования строится зависимость $\mathbf{q}(\mathbf{W}_R)$. В процессе обработки экспериментальной информации для каждого изображения (или его фрагмента) определяется \mathbf{W}_R , затем рассчитывается $\mathbf{q}(\mathbf{W}_R)$ и строится восстанавливающий оператор $R(\mathbf{k}, \mathbf{q})$ в виде аналитической функции. Поскольку число параметров, участвующих в формировании изображений морской поверхности, довольно велико, то становится актуальной задача сокращения размерности вектора \mathbf{W}_R . Эта задача также решается на этапе предварительного моделирования путем исследования влияния изменения j -й компоненты $(\mathbf{W}_R)_j$ на характеристики восстанавливающего оператора $R(\mathbf{k}, \mathbf{q})$.

Результаты применения восстанавливающих операторов

Рассмотрим примеры применения разработанных методов восстановления спектров морского волнения по спектрам оптических изображений для исследования характеристик границы раздела атмосфера–гидросфера.

В соответствии с методикой, изложенной выше, восстанавливающий оператор $R(\mathbf{k})$ строится как пространственно-частотный фильтр, формируемый в виде отношения спектра уклонов морской поверхности $\Phi(\mathbf{k})$, синтезированной численным методом, к спектру модельного оптиче-

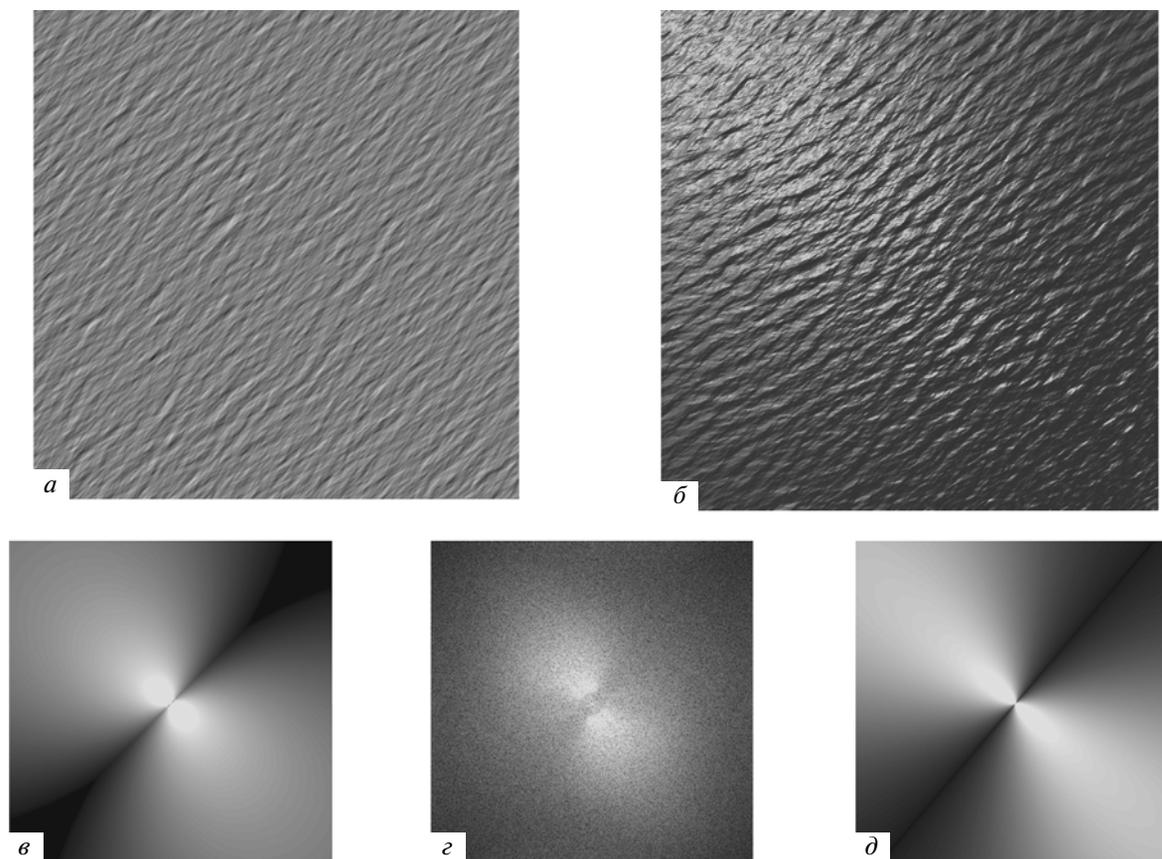


Рис. 2. Пример построения восстанавливающего оператора: *a* – поле уклонов морской поверхности, синтезированное методом фазового спектра; *б* – модельное изображение морской поверхности, полученное из поля уклонов при заданных условиях освещения; *в* – спектр уклонов морской поверхности, заданный при синтезе; *г* – спектр модельного оптического изображения; *д* – построенный восстанавливающий пространственно-частотный фильтр.

ского изображения $S(\mathbf{k})$, полученного путем численного моделирования при заданных условиях формирования регистрируемого поля яркости.

На рис. 2 показан пример построения восстанавливающего оператора применительно к условиям съемки с воздушной платформы. Поле уклонов размером 1024×1024 пикселей, синтезировано методом фазового спектра (Бондур, 2000а, б). Модельное изображение морской поверхности получено с учетом индикатрисы рассеяния, определяемой шероховатостью элементов морской поверхности при пространственном разрешении 1 м

Параметры аппроксимации восстанавливающего оператора, полученные методом численного моделирования при различных зенитных углах Солнца

Зенитный угол Солнца, град	Параметры аппроксимации			
	q_1	q_2	q_3	q_4
30	-0.58	0.36	0.77	1
45	-0.43	0.29	0.33	1
60	-0.37	0.26	0.17	1

(Мурынин, 1991). При моделировании заданы следующие параметры: скорость ветра 7 м/с, зенитный угол Солнца 45° , пространственное разрешение 1 м, высота съемки 1 км. Для построения восстанавливающего оператора выполнено сопоставление спектра фрагмента изображения со спектром уклонов морской поверхности, заданным при синтезе (спектр эксперимента JONSWAP) при скорости ветра 7 м/с (Husselmann et al., 1980). Восстанавливающий пространственно-частотный фильтр, полученный из выражения (29), приведен на рис. 2д.

Для параметризации восстанавливающего оператора, построенного методом численного моделирования, использовалась степенная функция волнового числа с параметрами, зависящими от волнового азимута, в виде (31) (Мурынин, 1991). Значения параметров аппроксимации q_1, q_2, q_3, q_4 , полученные методом численного моделирования для трех значений зенитного угла Солнца, приведены в качестве примера в таблице.

Восстановление спектров уклонов производится по формуле (30) с использованием сформированного таким образом оператора $R(\mathbf{k})$.



Рис. 3. Космическое изображение тестового участка выбранной акватории морского торгового порта в Лужской губе Финского залива. Балтийского моря.

Для тестирования разработанных методов восстановления спектров поверхностного волнения по космическим изображениям использовались экспериментальные данные, полученные в акватории Балтийского моря. Для исследования была выбрана акватория морского торгового вблизи поселка Усть-Луга в Лужской губе Финского залива.

Космическое изображение тестового участка выбранной акватории, полученное со спутника высокого разрешения WorldView-2, показано на рис. 3. На этом рисунке выделены шесть фрагментов (обозначены цифрами), используемых для дальнейшего анализа.

На рис. 4а приведены двумерные спектры фрагментов 1–6 космического изображения, приведенного на рис. 3, а на рис. 4б – восстановленные по этим фрагментам спектры уклонов в соответствии с использованием описанного выше метода построения восстанавливающего оператора по формуле (30).

Применение метода восстановления двумерных пространственных спектров уклонов и возвышений морской поверхности позволяет исследовать различные явления в диапазоне пространственных масштабов, определяемом пространственным разрешением и полем обзора оптической аппаратуры.

На рис. 5 в качестве примера показаны разрезы спектров уклонов морской поверхности в различных участках акватории, представленной на рис. 3.

Кривая, отмеченная символом “1”, соответствует спектру, усредненному по фрагментам 1–3, 5, 6 исходного космического изображения, приведенного на рис. 3. Кривая, отмеченная символом “2”, соответствует участку, где ветровое волнение ослаблено в широком диапазоне пространственных частот (фрагмент 4 на рис. 3). Снижение спектрального максимума, по-видимому, объясняется близостью берега, более слабым ветром и малой глубиной.

Полученные одномерные разрезы 1 спектров уклонов допускают степенную аппроксимацию восстановленных спектров уклонов в виде

$$\Phi_{\varphi}(\mathbf{k}) = k^{-p}.$$

При этом значение показателя p для усредненного спектра (кривая 1) составляет $p \approx 1.3$ для диапазона длин волн от 1.4 до 8 м, в то время как в диапазоне длин волн от 1 до 2 м значение степенного показателя составляет $p \approx 2.4$. Увеличение крутизны спектра в области коротких волн наблюдается на всех анализируемых фрагментах.

Спектры фрагмента 4 изображения на рис. 3 (кривая 2 на рис. 5) в интервале равновесия $k > 2.4$ рад/м также допускают степенную аппроксимацию с показателем $p \approx 2.4$.

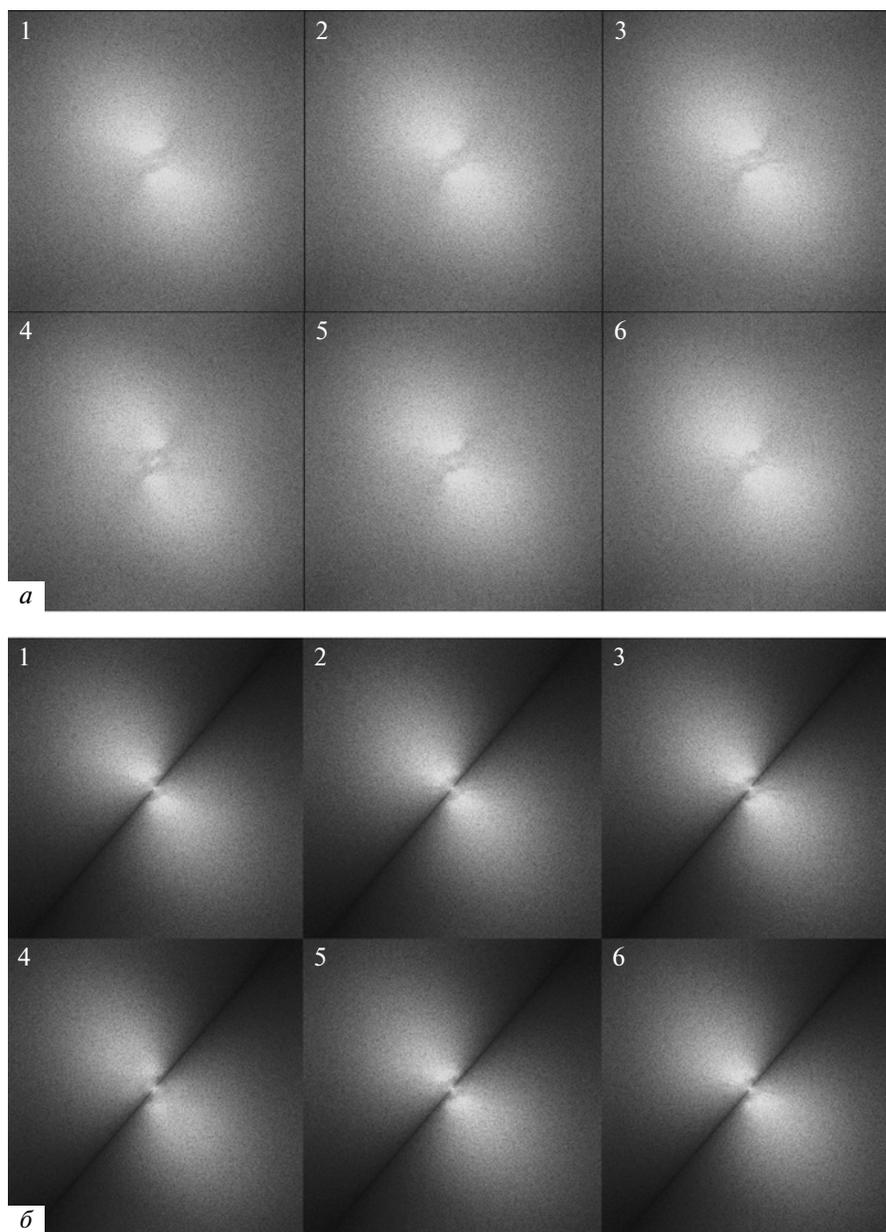


Рис. 4. Пример восстановления спектров волнения по спектрам космических изображения на тестовом участке экватории (см. рис. 3): *а* – пространственные спектры выделенных на рис. 3 фрагментов 1–6 космического изображения; *б* – пространственные спектры уклонов морской поверхности, соответствующие выделенным фрагментам космического изображения, восстановленные с использованием построенных операторов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработан метод восстановления пространственных спектров уклонов и возвышений поверхностного волнения по аэрокосмическим оптическим изображениям, основанный на применении восстанавливающих операторов, учитывают нелинейную модуляцию поля яркости уклонами морской поверхности.

Метод включает в себя ряд вычислительных операций, в том числе численный синтез полей уклонов морской поверхности с заданным про-

странственным спектром, и моделирование поля яркости с учетом условий освещения, для выполнения которых требуется информация о условиях формирования изображений. При этом может использоваться подход, основанный на формировании и параметризации пространственно-частотных фильтров, восстанавливающих спектры поверхностного волнения.

В качестве исходных данных при исследовании характеристик границы раздела атмосфера-гидросфера с помощью разработанного метода

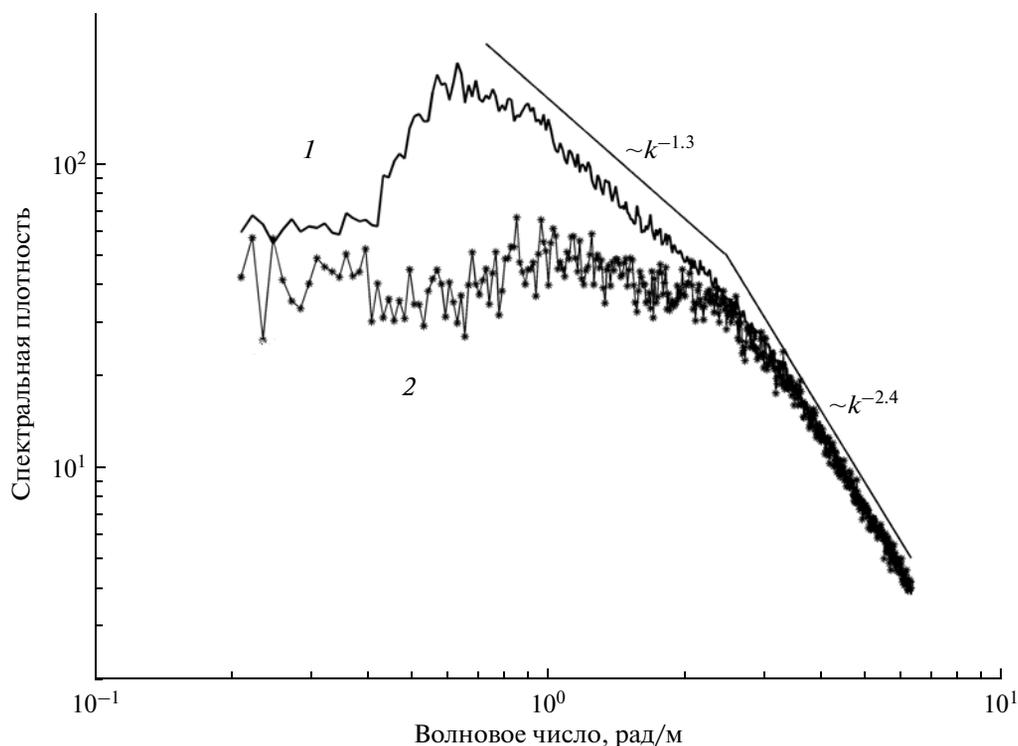


Рис. 5. Одномерные разрезы пространственных спектров уклонов морской поверхности для различных фрагментов космических изображений: 1 – усредненный спектр для фрагментов 1–3, 5, 6; 2 – спектр фрагмента 4 с ослабленным ветровым волнением.

могут использоваться многоспектральные и панхроматические данные, получаемые с оптических систем высокого и сверхвысокого разрешения, устанавливаемых, например, на воздушных носителях, а также на спутниках типа “Ресурс-П” № 1 и 2, WorldView-2/3, QuickBird и других.

Практическая значимость метода состоит в том, что он позволяет исследовать различные процессы и явления на поверхности и в приповерхностном слое океана в широком диапазоне пространственных масштабов, определяемом пространственным разрешением и полем зрения используемой оптической аппаратуры ДЗ.

В ходе дальнейших исследований разработанный метод будет использоваться при мониторинге областей естественных и антропогенных загрязнений различных акваторий; при разработке физических моделей взаимодействия глубинных процессов в океане с его поверхностью; при разработке методик аэрокосмического мониторинга прибрежных акваторий; при проведении экспериментальных исследований для выявления изменений спектров поверхностного волнения под воздействием различных факторов; при исследовании полей приповерхностного ветра на границе раздела атмосфера–гидросфера с использованием аэрокосмических данных.

Разработанные методы могут быть реализованы при создании системы аэрокосмического мониторинга состояния гидросферы, разработке технологий контроля загрязнений водной среды и в других приложениях.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 14-05-91759 и Минобрнауки России (уникальный идентификатор проекта RFMEFI57714X0110).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бондур В.Г.* Оперативная дистанционная оценка состояния границы раздела атмосфера–океан по пространственным спектрам изображений // Опт.-метеорол. исслед. земной атмосферы. Н.: Наука, 1987. С. 217–229.
- Бондур В.Г.* Принципы построения космической системы мониторинга Земли в экологических и природно-ресурсных целях // Изв. высш. уч. завед. Геодезия и аэрофотосъемка. 1995. № 2. С. 14–38.
- Бондур В.Г.* Методы моделирования полей излучения на входе аэрокосмических систем дистанционного зондирования // Исслед. Земли из космоса. 2000а. № 5. С. 16–27.
- Бондур В.Г.* Моделирование двумерных случайных полей яркости на входе аэрокосмической аппаратуры методом фазового спектра // Исслед. Земли из космоса. 2000б. № 5. С. 28–44.

- Бондур В.Г.* Аэрокосмические методы в современной океанологии / Новые идеи в океанологии. Т. 1: Физика. Химия. Биология. М.: Наука, 2004. С. 55–117.
- Бондур В.Г., Аржененко Н.И., Линник В.Н., Титова И.Л.* Моделирование многоспектральных аэрокосмических изображений динамических полей яркости // Исслед. Земли из космоса. 2003. № 2. С. 3–17.
- Бондур В.Г., Воляк К.И.* Оптический пространственный спектральный анализ изображений морской поверхности. Исследования по гидрофизике // Тр. ФИАН. М.: Наука, 1984. С. 63–78.
- Бондур В.Г., Мурынин А.Б.* Восстановление спектров поверхностного волнения по спектрам изображений с учетом нелинейной модуляции поля яркости // Оптика атмосферы. 1991. Т. 4. № 4. С. 387–393.
- Бондур В.Г., Савин А.И.* Принципы моделирования полей сигналов на входе аппаратуры ДЗ аэрокосмических систем мониторинга окружающей среды // Исслед. Земли из космоса. 1995. №4. С. 24–34.
- Монин А.С., Красицкий В.П.* Явления на поверхности океана. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 376 с.
- Мурынин А.Б.* Параметризация фильтров, восстанавливающих пространственные спектры уклонов морской поверхности по оптическим изображениям // Исслед. Земли из космоса. 1991. № 5. С. 31–38.
- Bondur V.* Complex Satellite Monitoring of Coastal Water Areas // 31st Int. Symp. Rem. Sens. Environmen. ISRSE, 2006. 7 p.
- Bondur V.* Satellite monitoring and mathematical modeling of deep runoff turbulent jets in coastal water areas // Waste Water – Evaluation and Management. InTech, Croatia, 2011. P. 155–180. <http://www.intechopen.com/articles/show/title/satellite-monitoring-and-mathematical-modelling-of-deep-runoff-turbulent-jets-in-coastal-water-areas>
- Chapman R.D., Irani G.B.* Errors in estimating slope spectra from wave images // Appl. Optics. 1981. V. 20. № 20. P. 3645–3652.
- Husselmann D.E., Dunckel M., Ewing J.A.* Directional wave spectra observed during JONSWAP 1973 // J. Phys. Oceanogr. 1980. V. 10. № 8. P. 1264–1280.
- Kosnik M.V., Dulov V.A.* Extraction of short wind wave spectra from stereo images of the sea surface // Measur. Sci. Technol. 2011. V. 22. № 1. doi: 10.1088/0957-0233/22/1/015504.
- Monaldo F.M., Kasevich R.S.* Daylight imagery of ocean surface waves for wave spectra // J. Phys. Oceanogr. 1981. V. 11. P. 272–283. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(1981\)011<0272:DIOOSW>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(1981)011<0272:DIOOSW>2.0.CO;2)
- Pirson W.J., Moskowitz L.* A proposed spectral form for fully developed Wind seas based on the similarity theory of S.A. Kitaigorodsky // J. Geophys. Res. 1964. V. 69. № 24. P. 5181–5190.
- Preetham A.J.:* Modeling skylight and aerial perspective. ACM SIGGRAPH 2003 Course Notes // ATI Res. 2003. 15 p.
- Yurovskaya M.V., Dulov V.A., Chapron B., Kudryavtsev V.N.* Directional short wind wave spectra derived from the sea surface photography // J. Geophys. Res. 2013. V. 118. № 9. P. 4380–4394. <http://doi.wiley.com/10.1002/jgrc.20296>

Methods for Sea Wave Spectra Retrieval Using Aerospace Image Spectra

V. G. Bondur, A. B. Murynin

AEROCOSMOS Research Institute for Aerospace Monitoring, Moscow

An approach to retrieval of sea wave spatial spectra based on satellite optical imagery in linear and nonlinear approximations has been described. Physical mechanisms of disturbed sea surface brightness fields registered by remote sensing equipment have been analyzed. Wave spectra retrieval methods using brightness field formation models taking into account linear and nonlinear dependencies on marine surface slopes have been suggested. The method for building operators retrieving spatial spectra of surface wave slopes and elevations with use of aerospace imagery taking into account nonlinear modulations of disturbed sea surface brightness fields has been developed. This method is based on numerical modeling of marine surface imagery and on building of a retrieving operator depending on a set of parameters determined by aerospace imagery formation conditions. Examples of using the developed methods are given.

Keywords: remote sensing, aerospace monitoring, atmosphere-hydrosphere interface, surface waves, imagery processing, ocean near-surface layer